

Caractérisation spatio-temporelle de la production primaire dans la côte Nord-Ouest Africaine par imagerie satellitaire MODISA

A. BERRADA¹, A. BENZAOUZ², H. DEMARCO⁴, A. LAMRINI¹, A. BERRAHOU³, K. HILMI³

(Reçu le 14/02/2017; Accepté le 10/05/2017)

Résumé

Une série de quatorze-ans d'images de la couleur de l'océan du capteur MODIS Aqua (MODISA) de 2002 à 2015 a été utilisée pour caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la production primaire (PP), à l'échelle saisonnière et interannuelle le long de la côte Nord-Ouest Africaine (entre 15°N et 36°N). Les données de la couleur de l'océan sont mises en œuvre par des modèles mathématiques en faisant une intercomparaison entre leurs produits. La dynamique de la PP est interprétée par la variabilité de la concentration en chlorophylle, la lumière disponible ainsi que celle de l'indice d'upwelling côtier (IUC). On a identifié cinq régions, chacune avec un comportement différent: la région entre 32°N et 36°N caractérisée par une forte saisonnalité de la production et de l'upwelling. La zone entre 28°N et 32°N marque une productivité élevée comparée à la première zone qui s'accompagne par une présence de filaments riches en chlorophylle près du Cap Ghir (31°N) et Cap Juby (28°N). La bande entre 25°N et 28°N présente une activité ascendante de la PP soutenue par l'aspect permanent de l'activité d'upwelling. Entre 21°N et 25°N, cette zone est très perturbée, avec une production intense de part et d'autre du Cap Blanc (21°N). Enfin, la zone au sud de 21°N, la PP est majoritairement abondante en hiver qui coïncide avec la saison d'upwelling dans cette zone. Le modèle qui a été envisagé comme le plus adéquat pour la zone d'étude est VGPM de Behrenfeld et Falkowski (1997) avec intégration du coefficient d'atténuation diffuse Kd490. Le modèle VGPM (Kd) corrigé montre une relation plus affinée avec l'IUC, mais à une échelle plus petite, le modèle de production change en fonction de la zone d'upwelling. A une échelle interannuelle, les différents modèles affichent un pattern d'évolution temporelle similaire mais avec des différences saisonnières et spatiales notables.

Mots clés: Production primaire, Côte Nord-Ouest Africaine, Modèles mathématiques, Variabilité saisonnière et interannuelle, MODIS Aqua, Indice d'Upwelling Côtier

Abstract

Fourteen years of MODIS Aqua (MODISA) ocean color data are used to characterize the spatial and temporal variability of primary production from 2002 to 2015 in seasonal and interannual timescales along the northwest African coast (between 15°N and 36°N). The ocean color data are implemented into mathematical models in order to compare between their different products. Five regions with different behaviors are identified: the area between 32°N-36°N is characterized by a strong seasonality of productivity and upwelling activity. The region between 28°N and 32°N with high productivity in comparison with the first zone accompanied by presence of chlorophyll filaments in coastal zone near Cape Ghir (31°N) and Cape Juby (28°N). The area between 25°N and 28°N shows an ascending primary production activity supported by the permanent aspect of the activity of upwelling in this area. Then, the area between 21°N-25°N, which is disturbed, is characterized by intense production in Cap Blanc (21°N). Finally, the area south of 21°N, where we notice that primary production is mostly abundant in winter season coinciding with the upwelling activity (November to April). VGPM by Behrenfeld and Falkowski in 1997 with backscattering coefficient Kd490, seems to be the most appropriate model for our region of interest. This dynamic is interpreted in regards of remotely sensed chlorophyll, radiation, and coastal upwelling index. Several attempts to correlate between *in-situ* measurements and satellite observations have been conducted to output a corrected equation that allows us to establish a regional model. Corrected VGPM (Kd) Model indicate a more refined relation with CUI, but on smaller scale, the suitable production model change according to upwelling zone. At interannual timescale, the models show a similar pattern of temporal evolution but with significant seasonal and spatial differences. The dynamics of biomass and primary production study and its relationship with the CUI provides an interesting framework for future studies in NWA region.

Keywords: Primary production, Remote sensing, North-West Africa (NWA), Modeling, seasonal and interannual variability, Upwelling, MODIS-Aqua, CUI

INTRODUCTION

L'océan côtier, défini comme la portion de l'océan délimitée d'un côté par la côte et de l'autre par le plateau continental, ne représente que 10% de la surface de l'océan mondial. Il revêt une grande importance économique et sociale, surtout au niveau des zones d'upwelling qui constituent des sites d'étude privilégiés. Ces zones très productives contribuent jusqu'à 30% de la production primaire (PP) océanique (Mantoura et al., 1991). Alors que les recherches océanographiques ont longtemps sous-estimées la composante spatio-temporelle parce que le domaine de l'océan est immense, opaque et coûteux. Au cours des deux dernières

décennies, les avancées des satellites permettent d'observer de grandes étendues de la mer. Avec le lancement de Nimbus 7 en 1978, cet instrument a permis de quantifier la Chlorophylle 'a' (Chla) et a fournis une nouvelle image sur la répartition de la Chla et donc contribuer à démontrer l'intérêt des techniques spatiales pour l'océanographie. Ce qui a motivé le lancement d'autres capteurs: SeaWiFS, MODIS et MERIS. Étant donné que les observations satellitaires sont caractérisées par une fréquence élevée et un caractère synoptique, elles constituent donc un élément indispensable pour la compréhension du fonctionnement de l'océan.

¹ Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc

² Institut Supérieur d'Études Maritimes, Casablanca, Maroc

³ Institut National de Recherche Halieutique, Casablanca, Maroc

⁴ Institut de Recherche pour le Développement, UMR-MARBEC, Sète, France

Le littoral de l'Afrique du Nord-Ouest (NWA) est caractérisé par la richesse de ses côtes en matière de PP. Or, le lien entre l'upwelling NWA et la PP soulève beaucoup de questions. Il s'agit notamment de l'effet de l'upwelling et de l'hydrodynamisme NWA sur le processus de PP et leurs variabilités à différentes échelles de temps et d'espace, d'une part pour chaque zone d'upwelling et d'autre part pour tout le système du courant des canaries. Malheureusement, cette zone est peu étudiée et la production primaire est encore moins étudiée, à l'heure où cette zone est impactée par le réchauffement climatique parmi les systèmes d'upwelling.

La télédétection nous permet de calculer la PP à partir des données images de couleur de l'océan avec une résolution spatiale élevée, et une résolution temporelle de haute fréquence, ainsi qu'une couverture synoptique de la surface. Mais ce calcul de la PP à partir de la couleur de l'océan exige des mesures ponctuelles qui peuvent être extrapolées d'où la nécessité de combiner des observations satellites et des mesures *in-situ* pour une meilleure description et de les implémenter dans des modèles afin de pouvoir suivre la variabilité dans l'espace et dans le temps (différents modèles présentés dans Bidigare et al., 1992; Behrenfeld et Falkowski, 1997; Campbell et al., 2002).

A la lumière de ce qui précède, la présente étude vise le calcul de la PP le long de la côte atlantique NWA à partir des données de la couleur de l'océan. D'autre part, elle permet une analyse de la variabilité spatio-temporelle de la PP dans la zone côtière en particulier les zones d'upwelling et s'appuie sur exploitation des images satellites de 2002-2015 mises en œuvre par des modèles mathématiques.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Sources de données

Nous avons utilisé différents produits des images satellitaires du site de la NASA (oceancolor.gsfc.nasa.gov). Ces produits sont : Chla, SST, PAR, Kd490, ETOPO1 et la longueur du jour.

L'étude a été réalisée pour la période 2002-2015 pour la région 15°N à 36°N et de 5°W à 30°W. Le capteur MODIS Aqua (MODISA) fournit des produits du niveau 3 avec une résolution spatiale de 9 km. Toutes les opérations sur la Chla (et le PAR) ont été effectuées à une échelle logarithmique pour respecter la distribution log normale de la Chla (Campbell, 1995). Un masque Terre est utilisé pour marquer les pixels «sans-eau». Une séquence de tests d'homogénéités spatiales et temporelles est appliquée pour valider la qualité des observations sans nuages.

La bathymétrie ETOPO1 a été utilisée pour suivre l'évolution de la production primaire mais on s'est limité seulement à faire un test pour l'isobathe 200 m. Dans le présent travail nous avons estimé la richesse du milieu en prenant l'isoplethe 1g C/m³ au lieu de l'isobathe 200 m.

La longueur du jour est un facteur important qui a un effet sur l'insolation totale. Elle est définie comme le nombre d'heures entre le lever et le coucher du soleil dans un endroit déterminé. Les données présentées dans le tableau 1 sont générées grâce à des fonctionnalités avancées du langage statistique R-CRAN (<https://cran.r-project.org/>).

Les indices dérivés

Les indices utilisés pour notre analyse sont calculés à chaque degré de latitude et à chaque division de temps de la climatologie:

Indice d'upwelling côtier, IUC: l'indice d'upwelling côtier classique par la SST a été défini comme la différence de température entre les eaux côtières et les eaux d'off-shore (Nykjaer et Van Camp, 1994). Cet indice est un estimateur direct du refroidissement des eaux côtières comparées avec les eaux d'off-shore grâce au phénomène d'upwelling côtier. C'est une fonction de la latitude θ et du temps t , i.e.

$$\Delta T(\theta; t) = T_{\max}(\theta; t) - T_{\min}(\theta; t);$$

Avec T_{\min} est la température des eaux remontées et T_{\max} est la température en off-shore loin des eaux affectées par l'upwelling.

Cependant, cet indice est un indicateur limitant de la force de l'upwelling, comme la différence de la SST dépend de la température locale à la fois des eaux Off-shore et celles près de la surface, i.e. deux événements d'upwelling d'une force identique ayant lieu dans différentes latitudes et périodes de l'année peuvent donner différentes valeurs de ΔT .

La définition là-haut peut être remaniée à travers la connaissance des conditions spatio-temporelles locales pour fournir un indice d'upwelling côtier normalisé (NCUI) (Demarcq et Faure, 2000; Benazzouz et al., 2006). Cet indice normalisé devient un indicateur absolu de la force locale d'upwelling, i.e.

$$NCUI(\theta; t) = T_{\max}(\theta; t) - T_{\min}(\theta; t) / T_{\max}(\theta; t) - T_{up}(\theta; t);$$

avec T_{up} est la température de la couche la plus profonde des eaux près de la surface affectée par l'upwelling à chaque latitude et temps de l'année (Figure 1).

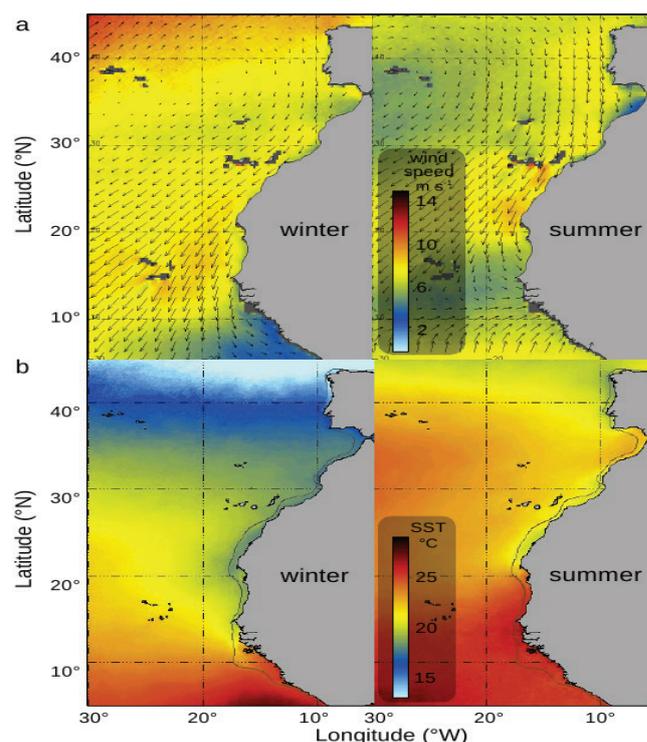


Figure 1: (a) Champs de vent moyens dérivés du produit CCMP et (b) champs thermiques dérivés des images SST de la série NOAA/AVHRR en situation hivernale (02-09 Février) et estivale (04-11 Juillet) (Benazzouz et al., 2014)

Données *in-situ*

L'un des principaux défis dans l'utilisation des imageries de la couleur de l'océan est de déterminer le degré de corrélation des données *in situ* avec les données satellitaires. Dans la présente étude, nous avons utilisé les données issues de deux campagnes norvégiennes, Nansen Novembre/Décembre 2011 et Nansen Juin/Juillet 2012 (Figure 2). Dans le tableau 1 sont présentées les données *in-situ* de la deuxième campagne Nansen 2012. Ces campagnes océanographiques fournissent une bonne couverture spatiale du plateau continental entre 21°N et 36°N.

Méthodologie

On peut résumer la démarche suivie pour la mise en œuvre des données-images satellitaires dans les étapes ci-dessous:

- Traitement des données- images satellites (1 mois) 9 km de niveau 3 téléchargées du site web et application du masque des nuages (cette étape est expliquée ci-dessous);

- Extraction de la zone Nord-Ouest Africaine par des fonctionnalités d'IDL avec les coordonnées [15,36°N] et [-5,-30°E];
- Organisation de la base des données *in-situ* des deux campagnes 2011/2012;
- Calcul de la longueur du jour par package Geosphere du langage R, et de la profondeur de la couche euphotique Zeu par deux méthodes;
- Modélisation mathématique par le Modèle VGPM de Behrenfeld et Falkowski 1997.

Comment on traite les images satellitaires ?

Les données satellitaires avec lesquelles nous travaillons sont issues du capteur MODISA (qui offre des données-images de 04/07/2002 à aujourd'hui). Dans ce qui suit nous allons présenter les étapes suivies pour le traitement de ces données:

- Téléchargement des données satellitaires (<http://ocean-data.sci.gsfc.nasa.gov/>);

Tableau 1: Extrait de données *in-situ* de la campagne Nansen 2012 (source: INRH)

1	CTD station	Jour	Mois	Année	Latitude	Longitude	Profondeur	Niveau	Heure	[Chl'a] µM	Fluorescence	T°C
2	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	100.92	7:04:33	0.253232	0.1441	16.1847
3	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	73.885	7:04:57	0.138992	0.0895	16.8467
4	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	49.312	7:05:16	0.112812	0.0806	17.349
5	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	25.111	7:05:35	0.209916	0.0954	18.2975
6	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	9.351	7:05:47	0.114716	0.0859	18.3594
7	888	11	6	2012	21.0523333	-17.5188333	104	3.938	7:05:51	0.205156	0.083	18.3573
8	891	11	6	2012	21.02	-17.1075	32	23.202	14:15:26	2.37048	0.6147	16.8134
9	891	11	6	2012	21.02	-17.1075	32	10.311	14:15:49	2.1658	0.7001	16.8484
10	891	11	6	2012	21.02	-17.1075	32	4.675	14:15:54	2.3324	0.6174	16.8491
11	896	13	6	2012	22.0176667	-16.9315	29	23.267	7:04:28	0.87108	0.2644	17.1698
12	896	13	6	2012	22.0176667	-16.9315	29	11.042	7:04:46	0.76636	0.2675	17.167
13	896	13	6	2012	22.0176667	-16.9315	29	4.483	7:04:53	0.98532	0.2625	17.1662
14	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	94.987	13:04:55	0.170408	0.0802	15.5493
15	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	73.918	13:05:24	0.066164	0.0827	15.9441
16	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	49.233	13:05:45	0.282744	0.1324	18.1347
17	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	23.991	13:06:08	1.78976	0.4366	18.7529
18	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	10.221	13:06:20	2.14676	0.7387	18.844
19	899	13	6	2012	22.09	-17.3895	103	4.749	13:06:26	2.44188	0.7582	18.872
20	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	493.223	17:09:48	0.043792	0.0475	9.6467
21	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	398.901	17:11:07	0.0368424	0.0596	11.653
22	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	300.581	17:12:29	0.01904	0.0542	13.1195
23	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	197.769	17:13:50	0.041888	0.0482	15.0563
24	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	148.478	17:14:29	0.046172	0.0516	15.6675
25	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	100.179	17:15:08	0.044268	0.0607	16.3526
26	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	74.264	17:15:28	0.043792	0.0569	18.2949
27	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	49.542	17:15:47	0.344148	0.165	19.0246
28	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	24.255	17:16:07	0.75684	0.3605	19.0389
29	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	9.734	17:16:22	1.24236	0.3984	19.0772
30	901	13	6	2012	22.1003333	-17.444667	495	4.826	17:16:27	0.05236	0.4167	19.0888
31	910	14	6	2012	23.0413333	-17.1398333	512	502.179	22:44:34	0.036652	0.0449	9.7871
32	910	14	6	2012	23.0413333	-17.1398333	512	400.112	22:46:20	0.112812	0.047	11.6097
33	910	14	6	2012	23.0413333	-17.1398333	512	299.368	22:47:53	1.15192	0.0445	12.8343
34	910	14	6	2012	23.0413333	-17.1398333	512	200.434	22:49:26	0.29274	0.0431	14.1394
35	910	14	6	2012	23.0413333	-17.1398333	512	150.679	22:50:12	1.17096	0.0429	15.6066

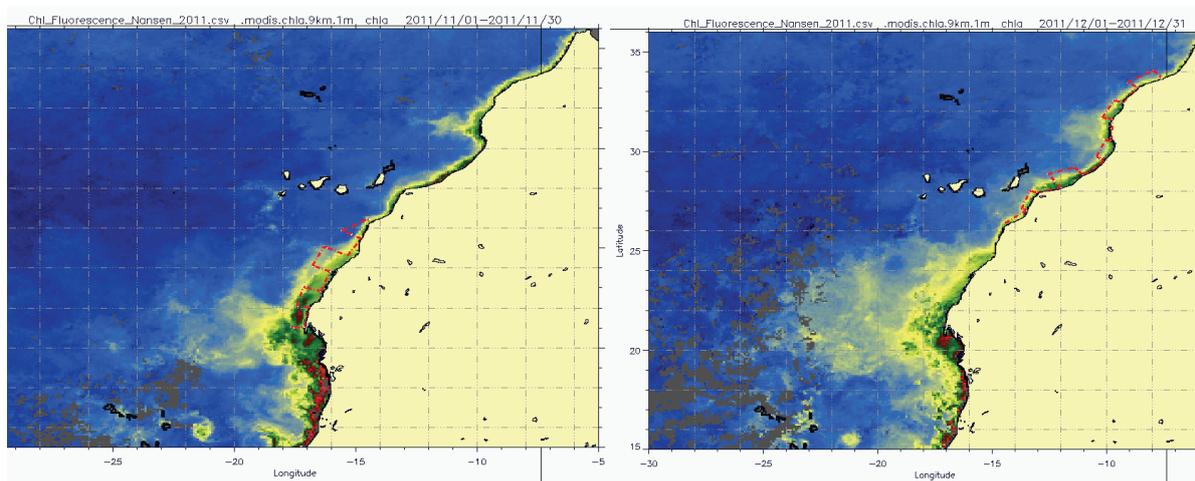


Figure 2: Cartes avec l'emplacement des stations de mesure *in-situ* (à gauche Novembre 2011 et à droite Décembre 2011)

- Conversion des valeurs numériques en valeurs géophysiques;
- Extraction de la zone marocaine (Latitude du Nord: 36°N, Latitude du Sud: 15°N, Longitude de l'Est: -5°E, Longitude de l'Ouest: -30°E);
- Conversion des fichiers HDF en fichiers binaires.

Modélisation

Le modèle de production primaire VGPM standard

Le travail réalisé par Behrenfeld et Falkowski (1997b) est similaire à celui de Longhurst et al., (1995), parce qu'il repose sur les mesures *in situ*. Dans Behrenfeld et Falkowski (1997b), plusieurs milliers de profils verticaux de la production primaire, ont été mis ensemble et normalisés selon la concentration en chlorophylle à chaque profondeur, longueur du jour et la profondeur optique. Un modèle consistant de la distribution verticale de la production primaire a vu le jour et était la base de ce qu'on appelle Vertically Generalized Production Model (VGPM) ou le modèle de production verticale généralisée. Ce modèle «ressemble une suite de relations empiriques» (Behrenfeld et Falkowski, 1997) à partir desquelles la production primaire est estimée en fonction de la concentration chlorophyllienne, la longueur du jour, la profondeur de la couche euphotique, le rayonnement disponible à la surface de l'eau et le paramètre Pb opt. Ce dernier paramètre est « le rendement maximal de fixation de carbone sur la colonne d'eau ». La valeur de Pb opt (qui est différente du paramètre Pb max) est tirée en fonction de la température sous forme d'une polynomiale de septième ordre, cette fonction donne accès à Pb opt à partir des données satellites de SST. Dans ce modèle, la résolution verticale est implicitement calculée par l'entremise d'une grande base de données *in situ* de la production primaire. Cet algorithme est appliqué aux eaux côtières qui ont les caractéristiques des eaux de cas I.

Le cœur de l'équation décrivant la relation entre la chlorophylle de surface et la production primaire de la colonne d'eau (PP en mg C.m⁻².j⁻¹) est:

$$PP = [\text{Chl 'a'}] * \text{Pb opt} * \text{Longueur du jour} * f(\text{PAR}) * \text{Zeu}$$

Où Chl a est la concentration à la surface en chlorophylle mesurée à partir du capteur. Pb opt est le taux journalier de fixation de carbone dans la colonne d'eau modélisé selon des relations variées dépendant de la température. Zeu est la profondeur de la couche euphotique. PAR est le rayonnement photosynthétique disponible et la longueur du jour est la période entre le lever et le coucher du soleil.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Saisonnalité de l'Upwelling

Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière de l'intensité de l'upwelling du système des Canaries est décrite par l'indice IUC_{SST} avec une résolution spatio-temporelle de 9 km -1 mois.

Le résultat (Figure 3) affiche une haute définition spatio-temporelle du pattern de l'intensité de l'upwelling avec des zones de progressive ou rapide transition saisonnière avec une bonne définition des zones de maximum d'intensité, généralement associées aux Caps (Cap Ghir «31°N», Cap Juby «27°N», Cap Bojodor «26°N»). Au voisinage du Cap Blanc «21°N», les maxima locaux sont permanents.

La variabilité saisonnière de l'upwelling côtier du système des Canaries est fortement associée à la position méridionale des vents alizés (forçage d'upwelling) qui affecte la partie Nord du système en été et la partie Sud durant l'hiver en suivant le mouvement saisonnier de l'ITCZ (Intertropical Convergence Zone) (Wooster et al., 1976; Speth et al., 1978; Speth et Kohne, 1983).

Variabilité interannuelle pour la série de 2002-2015

La variabilité interannuelle de l'upwelling le long de la côte NWA a été appréhendée sur la période 2002-2015, en se basant sur les températures de surface de l'eau (SST) entre la côte et le large de la côte atlantique. Un Indice d'Upwelling Côtier (ou IUC) hebdomadaire a été déterminé pour caractériser l'activité hebdomadaire de l'upwelling (Benazzouz et al., 2014). Concernant le semestre de l'année 2015, l'activité de l'upwelling a montré une activité moyenne, aussi bien pour la zone Nord (26°N-33°N) que pour les zones Sud (21°N-26°N et 17°N-21°N) de la côte atlantique avec une tendance globale vers la baisse (Figures 4, 5 et 6). En termes de variabilité interannuelle sur la période 2002-2015, l'activité de l'upwelling a présenté généralement une tendance vers la baisse durant les années 2004-2007, 2009-2010 dénotant une faible activité de l'upwelling et vers la hausse sur la période 2011- début 2012, soit une forte activité du phénomène. En 2013, l'activité de l'upwelling a présenté une situation moyenne le long de la côte atlantique, alors qu'en 2014 l'indice d'upwelling montre un contraste thermique côte-large très comparable à celui de l'an 2012, bien que le vent en 2014 ait été plus faible que celui de 2012. Enfin, le premier semestre de l'année 2015 présente une activité moyenne par rapport à l'année précédente. La variabilité interannuelle est modérée quand l'upwelling est permanent et prononcée quand l'upwelling est saisonnier.

Les zones d'upwelling peuvent être groupées en trois grandes régions avec un upwelling estival au Nord, un upwelling permanent au centre du système des Canaries et un upwelling hivernal au sud du système. Le pattern saisonnier général est bel et bien relié à la variabilité de la SSTmin décrit plus haut et qui représente la plus grande source de variabilité.

La zone nord du Maroc (33-36°N) présente l'upwelling le plus faible de tout le système (intensité entre 2°C et 4°C) pour une amplitude saisonnière de 2°C, car le vent est faible dans cette zone et une orientation du trait de côte peu favorable pour générer un fort upwelling. La zone centre correspond à la zone centrale du Maroc, l'upwelling y est très fort avec un maximum en été de 6,5°C en face de Cap Ghir avec une amplitude saisonnière très modérée de 2.6°C.

La région Sud du Maroc (21-26°N) est caractérisée par un upwelling très fort et quasi permanent induit par un

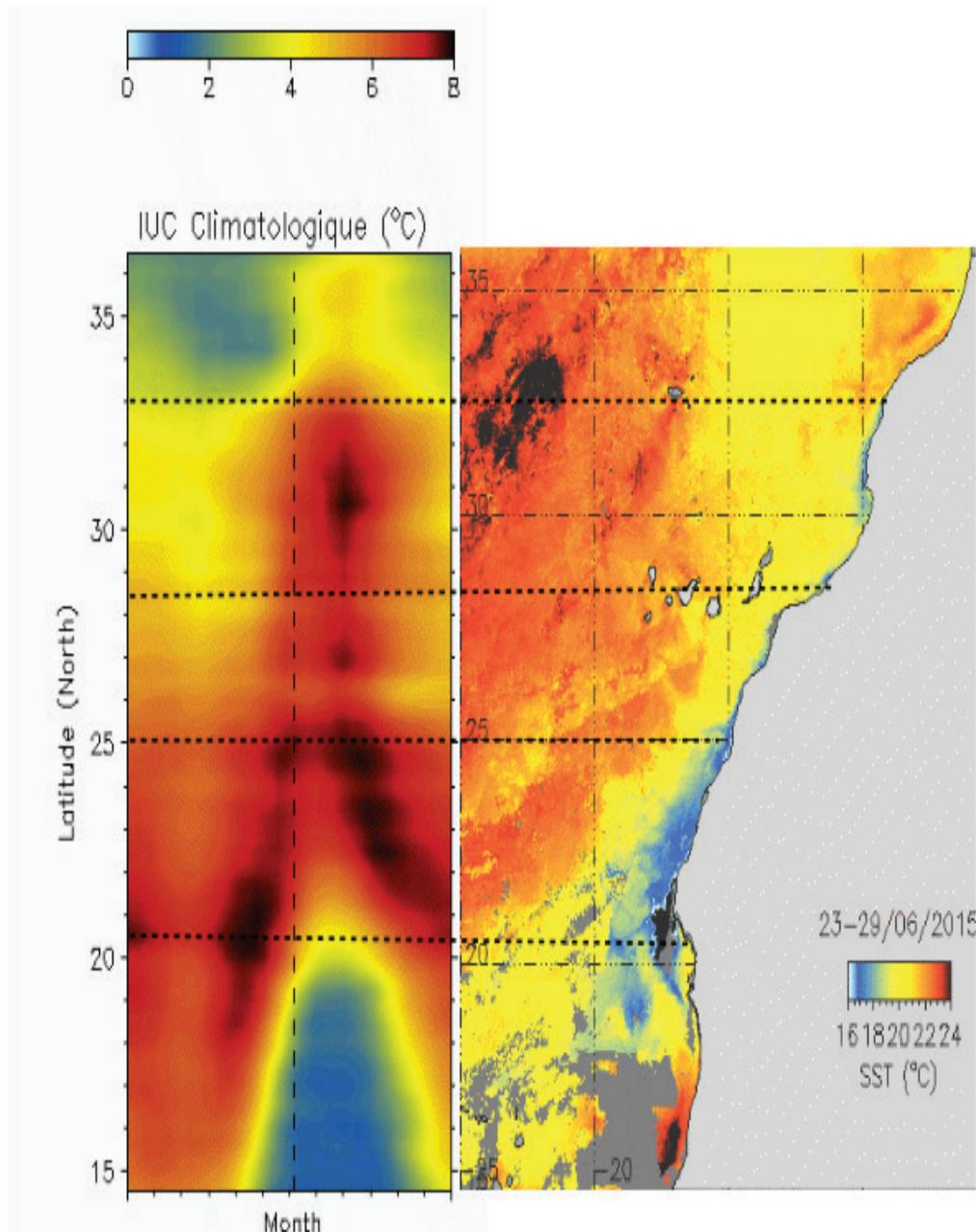


Figure 3: Variabilité climatologique de l'indice d'upwelling mettant en évidence cinq zones d'upwelling au niveau de la zone Nord-Ouest Africaine

Zone 1: 32,2 et 35,6 °N; L'upwelling dans cette zone est faible (intensité moyenne se situe autour de 1,19 °C). Cette zone est soumise à des vents côtiers de moindre intensité (Wooster *et al.*, 1976) et plus souvent orientés vers le continent. Toutefois, au niveau de cette zone, l'upwelling présente une forte saisonnalité, avec une activité très faible durant la saison froide.

Zone 2: 28 et 32 °N; La valeur de l'indice d'upwelling dans cette zone est plus élevée avec une valeur moyenne de 2,2°C, une faible activité en Mars suivi d'un maximum d'activité entre Juin et Septembre et peut être étendue jusqu'au mois d'Octobre.

Zone 3: 25,5 et 28 °N; L'intensité de l'indice connaît une légère intensification avec une moyenne autour de 2,8 °C. La zone 3 présente une activité ascendante d'Avril à Septembre et on note un minimum d'activité assez net aux mois de Novembre et Mars. Cependant, cette activité minimale reste élevée ou comparable aux zones 1 et 2, ce qui confère à l'upwelling dans cette zone un aspect permanent.

Zone 4: 21,3 et 25,5 °N; Cette zone est très perturbée, elle est le siège de la rencontre des Eaux Centrales Nord Atlantiques et des Eaux Centrales Sud Atlantiques. L'indice d'upwelling dans cette zone est le plus instable et le plus élevé de toutes les zones (valeur moyenne de 3,5°C). Il présente une distribution bimodale avec un pic secondaire en Mai - Juin et un pic principal en Septembre - Octobre.

Zone 5: 15 et 21 °N; Enfin, la zone la plus méridionale située au Sud de Cap Blanc entre 15°N et 21°N, elle concerne les côtes mauritaniennes où l'upwelling est majoritairement fort en hiver.

vent alizé toujours fort avec seulement deux minimums relatifs aux mois de Mars et d’Août. Ces minimums sont dus à l’influence du minimum saisonnier des vents Alizés durant l’hiver dans la partie Nord et durant l’été dans la partie Sud.

Enfin, la région «Sud», du Sénégal à la Mauritanie (15-21°N), affiche un maximum hivernal très large et très prononcé avec une intensité de 5,2°C et une amplitude saisonnière de 3,5°C. À l’exception de l’amplitude saisonnière, qui est spatialement très large, les valeurs caractéristiques varient entre 1°C (upwelling quasi nul) et 7,5°C entre 18°N et 26°N.

Cette haute variabilité spatio-temporelle de l’activité de l’upwelling conditionne l’enrichissement de la région Nord-Ouest Africaine et par conséquent le processus de production primaire.

Calcul de la production primaire

Dans ce qui suit nous présenterons trois variantes de ce modèles basés tous sur le travail de Behrenfeld et Falkowski (1997): modèle de référence, modèle avec la concentration totale en chlorophylle et le dernier modèle en fonction du coefficient d’atténuation diffuse.

Modèle de référence

Les données de la production primaire sont le résultat de l’extraction de la zone marocaine, avec les coordonnées géographiques suscitées, de l’image globale.

Ces images sont disponibles sur le site:

<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/vgpm.model.php>

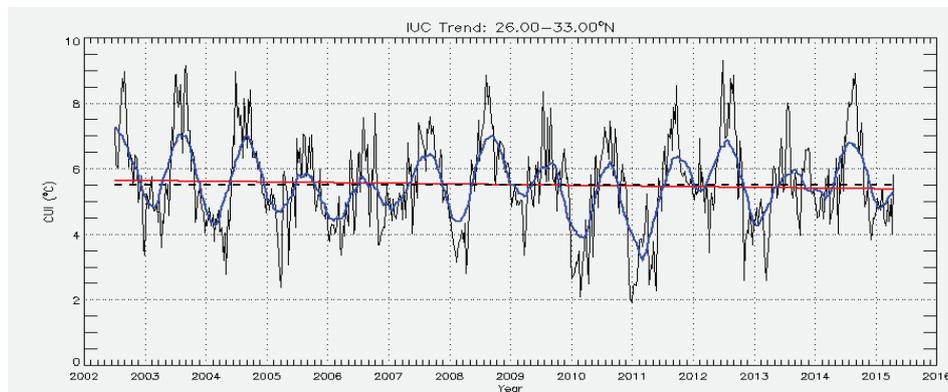


Figure 4: Évolution interannuelle de l’indice d’upwelling côtier (IUC) dans la zone 26°-33°N et sa tendance de l’indice (en rouge) sur la période 2002- début Juin 2015 (Benazzouz et al., 2014)

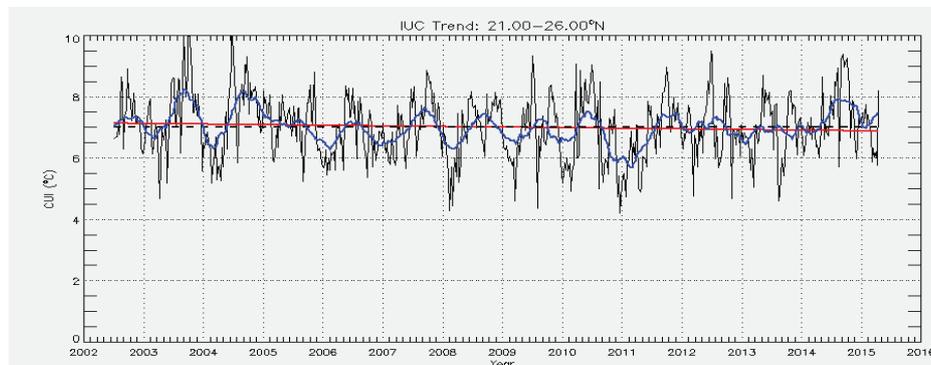


Figure 5: Évolution interannuelle de l’indice d’upwelling côtier (IUC) dans la zone 21°-26°N et sa tendance de l’indice (en rouge) sur la période 2002- début Juin 2015 (Benazzouz et al., 2014)

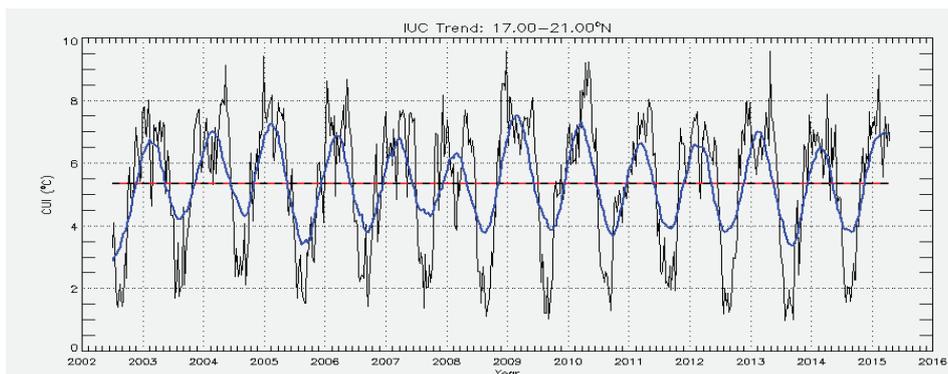


Figure 6: Évolution interannuelle de l’indice d’upwelling côtier (IUC) dans la zone 17°-21°N et sa tendance de l’indice (en rouge) sur la période 2002- début Juin 2015 (Benazzouz et al., 2014)

On note que ces données sont déjà traitées, corrigées et les nuages masqués, donc il n'y a pas de nuages résiduels. Ce produit est actuellement le meilleur qui offre la production primaire océanique en ligne mais à une échelle globale. Pour ce qui est de variabilité spatiale et saisonnière, la production primaire est répartie d'une manière relativement différente d'une saison à l'autre. La première carte est relative au mois de janvier 2014 (Figure 7) on remarque qu'il y a une production primaire généralement assez faible, à l'exception de la zone entre 15°N et 21°N où on observe une production assez forte. Pendant le mois d'avril, relatif à la saison du printemps, on remarque la formation d'un foyer de production tout près de Dakhla. La production s'intensifie encore plus soit à peu près 10 g C/m² par jour surtout dans les latitudes 15°N à 18°N et continue vers la hausse pendant l'été non seulement au sud de Dakhla mais tout au long du plateau continental marocain et en off-shore entre 15°N et 21°N. Pendant l'automne, on observe une tendance vers la baisse de la production primaire qui reste plutôt moyenne au Cap Blanc.

Modèle avec chlorophylle totale ([Chl]_{tot})

Le calcul de la production primaire par le modèle VGPM (Behrenfeld & Falkowski, 1997) qui intègre la concentration totale de la chlorophylle (Chl_{tot}) pour le calcul de la profondeur de la couche euphotique. L'équation classique

du modèle VGPM reste la même:

$$PP = [Chl 'a'] * P_{b\ opt} * \text{Longueur du jour} * f(PAR) * Z_{eu}$$

$$\text{Avec: } [Chl_a]_{tot} = 38,0 * [Chl_a]^{(0,425)} \text{ si: } [Chl_a]_{surf} < 1,0$$

$$\text{Sinon: } [Chl_a]_{tot} = 40,2 * [Chl_a]^{(0,507)}$$

$$\text{Alors: } Z_{eu} = 200,0 * [Chl_a]_{tot}^{(-0,29)} \text{ si: } Z_{eu} \leq 102,0$$

$$\text{Sinon: } Z_{eu} = 568,2 * [Chl_a]_{tot}^{(-0,746)}$$

La première carte (Figure 8) est relative au mois de janvier 2014, on remarque qu'il y a une production primaire assez faible, qui devient intense au sud du Cap Blanc (21°N) où on observe relativement une augmentation de cette production. Pendant le mois d'avril, relatif à la saison du printemps, la production croît significativement près de Dakhla et s'intensifie encore plus soit à peu près 10 g C/m² par jour surtout dans les latitudes 15°N à 21°N et continue vers la hausse pendant l'été non seulement au sud de Dakhla mais tout au long du plateau continental marocain. Les parties grisées correspondent à des nuages résiduels. L'automne marque une diminution de la production primaire qui reste plutôt moyenne près du Cap Blanc.

Modèle avec le coefficient d'atténuation diffuse (Kd)

Le calcul de la production primaire par le modèle VGPM (Behrenfeld et Falkowski, 1997) qui intègre le coefficient

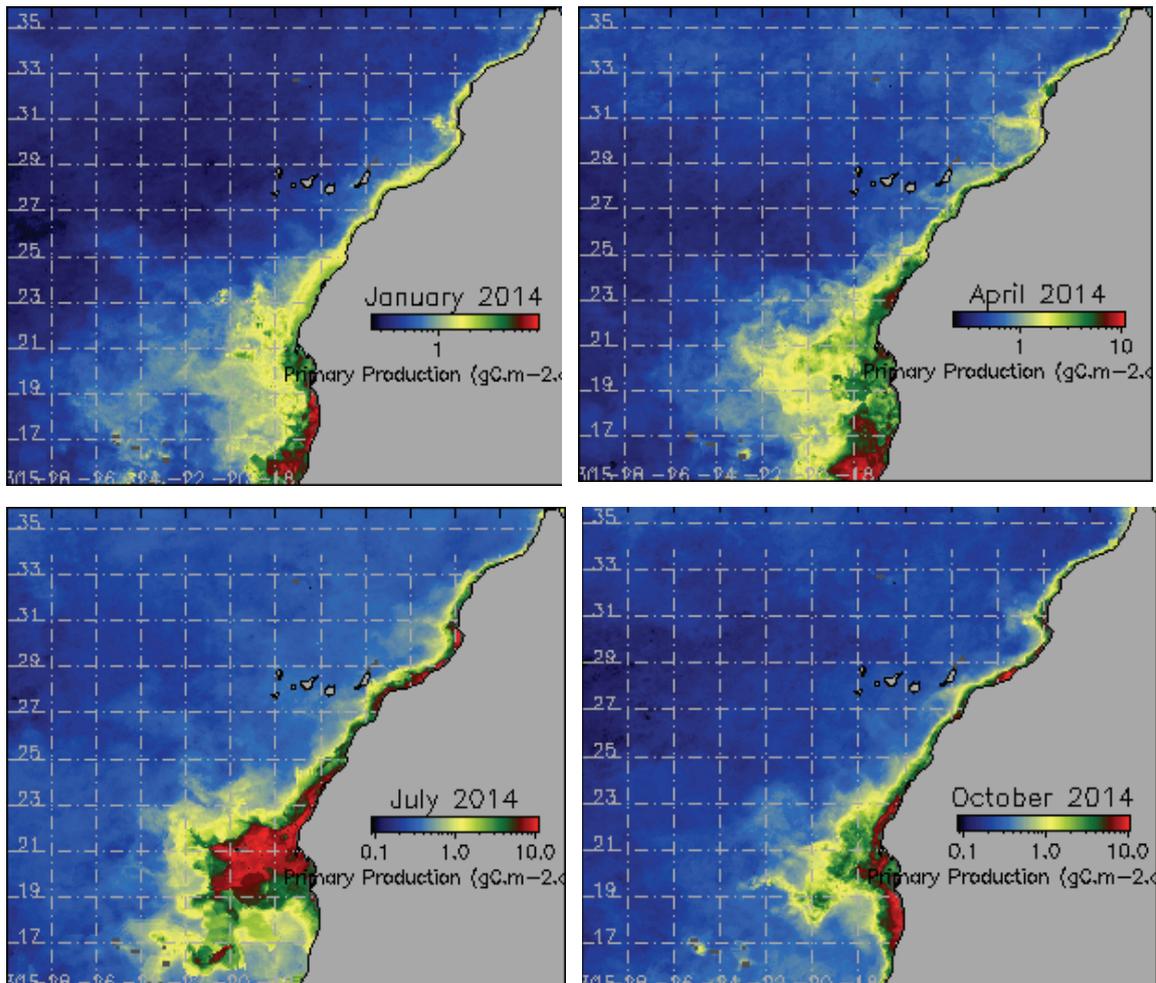


Figure 7: Distribution de la production primaire par le modèle VGPM B&F de la zone nord-ouest-africaine en Janvier, Avril, Juillet et Octobre 2014

d'atténuation diffuse K_d pour le calcul de la profondeur de la couche euphotique.

L'équation classique de modèle VGPM reste la même:

$$PP = [\text{Chl 'a'}] * P_b \text{ opt} * \text{Longueur du jour} * f(\text{PAR}) * Z_{eu}$$

Pour estimer la profondeur de la couche euphotique, Morel en 1980 a proposé de la calculer en fonction du coefficient d'atténuation diffuse, accessible par le capteur MODISA et disponible sur le site web de la NASA, la formule est comme suit: $Z_{eu} = \ln(0,01) / K_d(490)$

Les cartes (Figure 9) montrent la distribution de la production primaire par le modèle VGPM (K_d). La première carte est relative au mois de janvier 2014, on remarque qu'il y a une production primaire relativement faible jusqu'à Dakhla, où on observe une augmentation de cette production.

Pendant le mois d'avril, relatif à la saison du printemps, la production croît significativement soit à peu près 10 g C/m^2 par jour surtout dans les latitudes 15°N à 21°N et continue vers la hausse pendant l'été non seulement au sud de Dakhla mais tout au long du plateau continental marocain. Les parties grisées correspondent à des nuages résiduels.

L'automne marque une diminution de la production primaire qui reste plutôt moyenne près du Cap Blanc.

On observe une distribution caractérisée par une variabilité latitudinale démontrant la relation de causalité entre l'activité de l'upwelling et la réponse biologique océanique en termes de la production primaire.

Dans la zone entre $32,2$ et $35,6^\circ\text{N}$, la production primaire est faible. Toutefois, au niveau de cette zone, l'upwelling présente une forte saisonnalité, avec une activité très faible durant la saison froide et une teneur en chlorophylle qui présente une variabilité importante avec des valeurs faibles à moyennes. Dans la zone comprise entre 28 et 32°N , la production est plus élevée en comparaison avec la première zone, et qui s'accompagne par une présence de filaments riches en chlorophylle sont observés non loin des zones côtières près du Cap Ghir (31°N) et Cap Juby (28°N) (Van Camp et al., 1991; Barton et al., 1998).

La force de la production primaire connaît une légère intensification par rapport à la zone précédente. La zone entre 25°N et 28°N présente une activité ascendante de la production primaire soutenue par l'aspect permanent de l'activité d'upwelling dans cette zone.

Entre 21°N et 25°N , cette zone est très perturbée, elle est le siège de la rencontre des Eaux Centrales Nord Atlantiques et des Eaux Centrales Sud Atlantiques. La production primaire est la plus intense surtout devant le Cap blanc

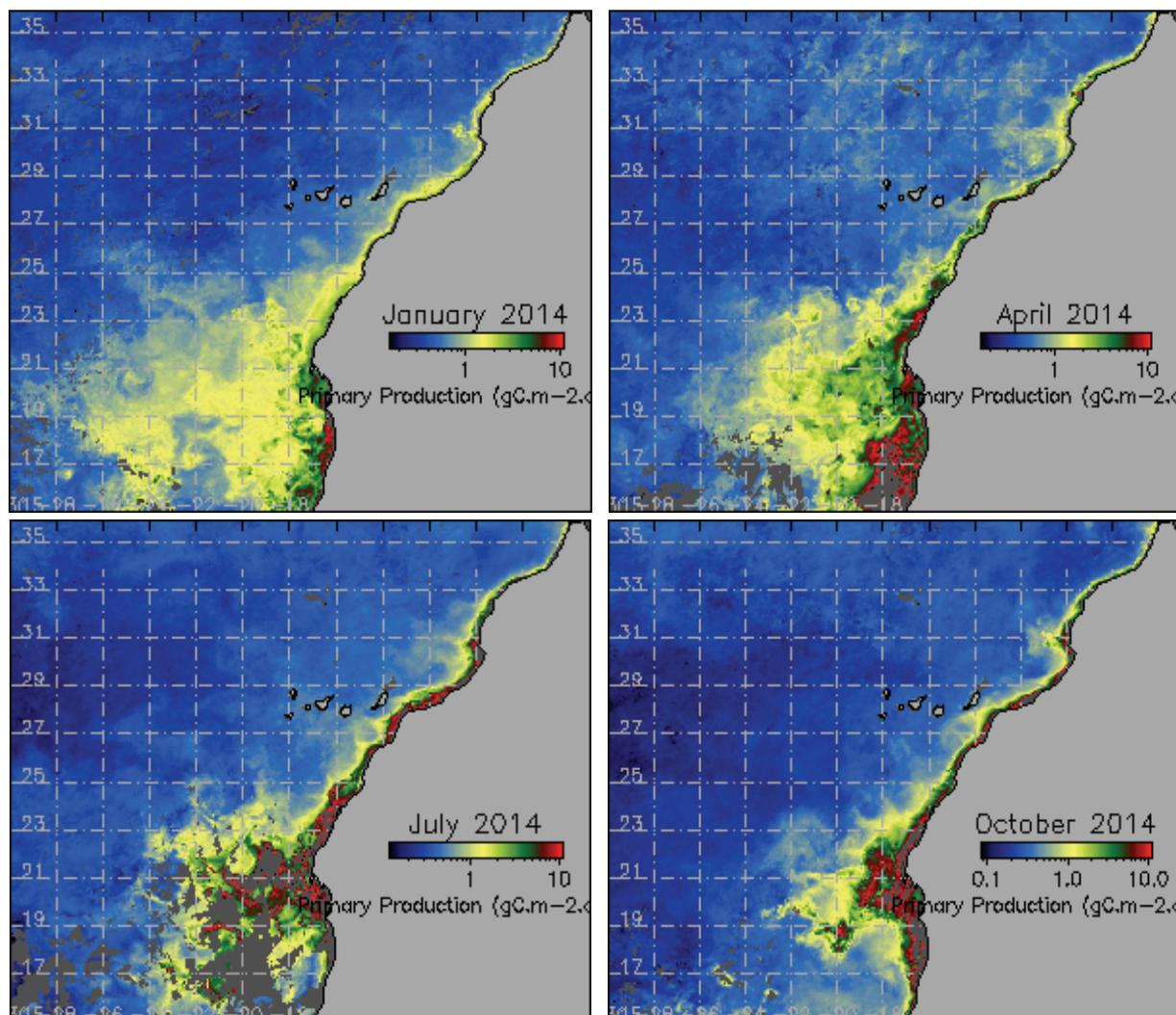


Figure 8: Distribution spatiale et temporelle de la production primaire calculée par le modèle VGPM(Chl_{tot}) en Janvier, Avril, Juillet et Octobre 2014

(21°N) cela peut être dû à un indice d'upwelling qui est le plus instable et le plus élevé de toutes les zones. Au sud de 21°N, la production primaire est majoritairement abondante en hiver qui coïncide avec la saison d'upwelling de cette zone (Novembre-Avril).

Mise en évidence des différences potentielles entre les produits de chaque modèle

Dans ce qui suit nous allons comparer les produits des différents modèles en faisant une différence normalisée. Les anomalies générales observées (Figure 10a) sont toutefois relatives à des saisons très particulières pour la climatologie de toute la série de données (c'est-à-dire la moyenne de tous les mois pour les années complètes depuis 2003 jusqu'à 2014). L'anomalie la plus forte est observée entre 24°N et 31°N où les anomalies positives sont remarquées durant l'été, alors qu'au 33°N à 36°N, l'anomalie est observée en hiver et en printemps. Tandis que des anomalies négatives sont localisées à 25°N et à 21°N le long d'une période relativement longue.

Dans la figure 10b, l'anomalie la plus forte est observée entre 23°N où les anomalies positives sont remarquées durant une longue période, alors qu'au 32°N à 35°N, l'anomalie est observée en été et en automne. Tandis que des anomalies négatives sont localisées entre 15°N et 18°N et

entre 28°N et 33°N le long du période relativement longue.

En effet, la différence normalisée entre les produits standards de la production primaire basés sur le modèle de Behrenfeld et Falkowski (1997) et la production primaire calculée en fonction du coefficient d'atténuation diffuse (K_d) montre une allure qui ressemble à la climatologie de l'indice d'upwelling côtier. En faisant une confrontation des diagrammes Hovmöller de la différence normalisée PP (K_d) et celui de l'IUC (Figure 11) on peut remarquer que les deux diagrammes enregistrent des valeurs maximales et minimales sur les mêmes latitudes et pendant les mêmes périodes. Alors que le diagramme de la différence normalisée de PP (Chl_tot) ne ressemble à rien, c'est-à-dire que la distribution des valeurs surestimées et sous-estimées ne permet aucune déduction dans ce sens.

Pour faire ressortir cette ressemblance, nous envisageons analyser la corrélation entre les valeurs du diagramme de différence normalisée de production primaire pour ses deux variantes et le diagramme de l'IUC. Nous constatons que, la corrélation entre la différence normalisée de PP (K_d) et l'indice d'upwelling ($|R|=0,24$) en valeur absolue est plus forte que celle entre la différence normalisée de PP (Chl_tot) et l'IUC ($|R|=0,1$). Ainsi, au seuil de $\alpha=0,1\%$, on peut affirmer avec de 0,1% de chance de se tromper que la relation entre PP(K_d) et IUC n'est pas le fruit du hasard.

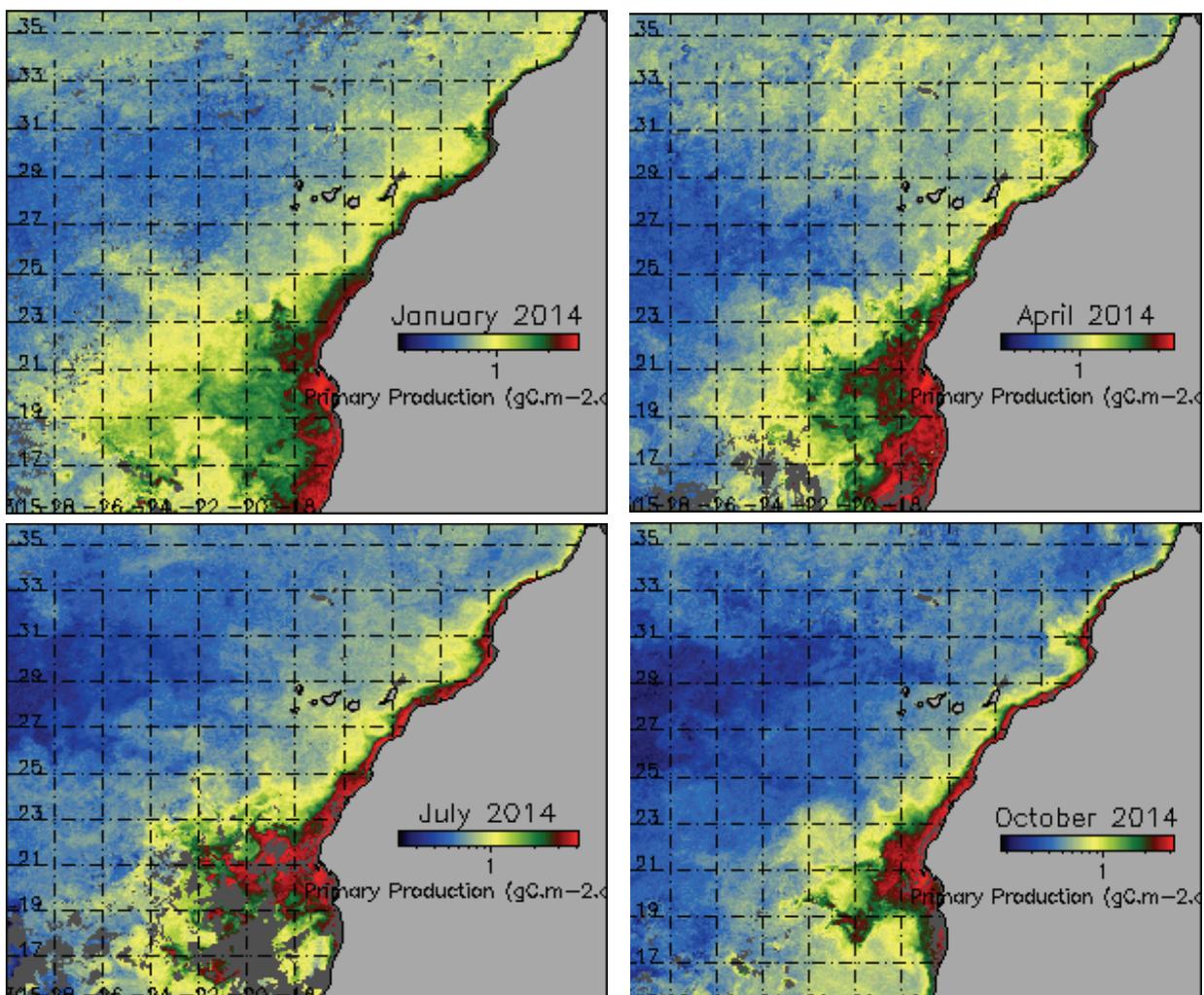


Figure 9: Distribution spatiale et temporelle de la production primaire calculée par le modèle VGPM(K_d) en Janvier, Avril, Juillet et Octobre 2014

On estime donc que le modèle de production primaire avec K_d est le mieux approprié aux spécificités de la région NWA. D'où notre choix pour le modèle VGPM qui intègre K_d parce qu'il se corrèle mieux avec l'indice d'upwelling côtier.

Validation et établissement d'un modèle régional de production primaire

Les tests de validation de mesures de la chlorophylle ont été réalisés sur les données de 2011 et 2012. Les valeurs de la chlorophylle extraites des données MODISA (9 km et un pas de 3 jours) ont été confrontées aux mesures de la chlorophylle réalisées par les deux campagnes Nansen pendant la même période.

La signification de cette validation est largement influencée par l'effectif des mesures *in situ* disponibles. En effet, beaucoup de points de mesures *in situ* trouvent leurs correspondants sur l'image des pixels nuageux, et donc exclus du calcul. La corrélation entre les deux types de données est bonne avec un coefficient de corrélation $R=0,81$ et donc un coefficient de détermination qui pourrait atteindre $R^2=0,65$.

L'équation de la droite de régression montre que la concentration en chlorophylle par satellite est l'équivalent de 3 fois plus la concentration de chlorophylle prise par les mesures *in situ* ($y=ax+b$).

Cette différence entre les deux sources de données peut être due au fait que le satellite nous donne la mesure pour une surface pelliculaire d'une vingtaine de mètres (selon la pénétration du rayonnement lumineux). En revanche, les campagnes océanographiques mesurent la chlorophylle 'a' d'un point donné à un temps bien précis (heure et minute), alors que le satellite fait la moyenne entre deux passages ascendant et descendant pendant la journée dans un pixel de 9 km ce qui pourrait expliquer l'écart entre les concentrations par imagerie satellitaire et leurs correspondances mesurées par la campagne Norvégienne. Bien que l'évolution technologique des instruments de couleur de l'océan embarqués sur les satellites fait que les observations sont désormais plus proche de la réalité puisque les algorithmes sont calibrés par les données *in situ*. Au cours des dernières années, une attention particulière a été accordée aux problèmes d'étalonnage absolu des capteurs et à la dérive de leur sensibilité. Afin d'obtenir une mesure fiable dans le temps, les instruments sont étalonnés et calibrés. La plupart des capteurs transportent des systèmes d'étalonnage autonomes, (en général un diffuseur visant le soleil et permettant une calibration par rapport à l'éclairement solaire); les autres sont étalonnés à partir de visées sur des sites océaniques supposés stables (calibration vicariante). Pour la seconde méthode d'étalonnage se pose le problème de l'influence des conditions atmosphériques; aucun site ne peut prétendre posséder une atmosphère parfaitement «claire», nécessaire pour une calibration parfaite.

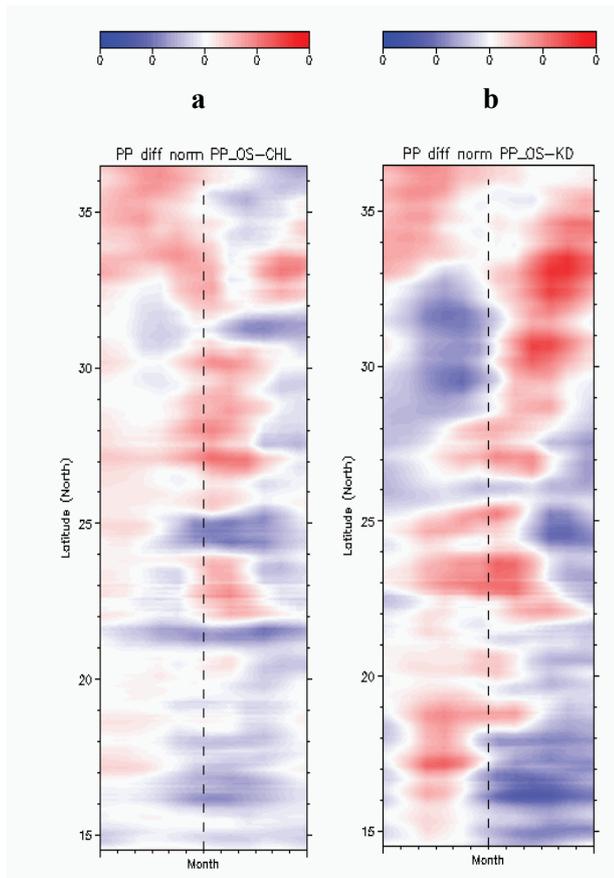


Figure 10: Diagramme Hovmöller de la différence normalisée entre la production primaire trouvée dans les images extraites et celle calculé en fonction de la [Chla] tot (Figure, 10a à gauche) et entre la production primaire par les images extraites et celle calculé en fonction du coefficient K_d (Figure 10b à droite).

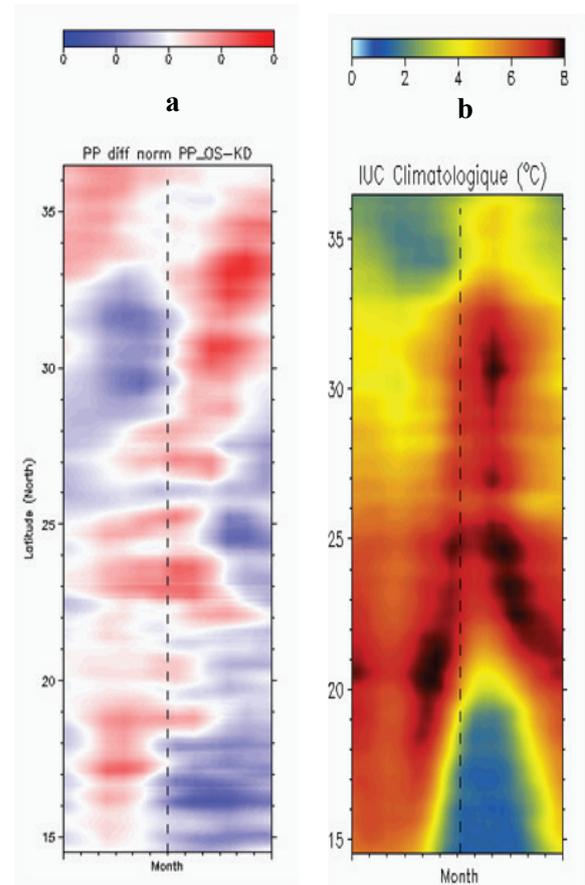


Figure 11: Anomalie de la production primaire climatologique (a) avec un digramme espace-temps de la climatologie de l'indice d'upwelling côtier de la série 2003-2014 (b)

Validation des modèles par les mesures *in-situ*

La confrontation entre les observations satellites du Chla et les données *in-situ* des deux campagnes Nansen 2011 et 2012, a permis de relever une liaison entre ces deux sources de données. Le recours à une corrélation statistique basée sur des valeurs quantitatives de Chla extraites des images MODISA et celles dans notre base de données pourrait quantifier cette relation. Ces valeurs ont été exploitées pour des pixels dont les coordonnées géographiques sont identiques aussi bien pour les images MODISA que pour celles de la campagne norvégienne.

Nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les deux jeux de données, à l'aide d'un programme cgScatter2D.pro dans la librairie Coyote (www.idlcoyote.com).

Le graphe de nuage de points (Figure 12a) présente des mesures *in-situ* qui varient de 0 à 2 mg Chl. m⁻³ alors que l'axe des mesures satellites varie de 0 à 12 mg Chl. m⁻³ avec un coefficient de corrélation es de 0.51 (coefficient de détermination R²=0,26).

On remarque la présence de 5 ou 6 valeurs qui s'écartent significativement des autres, ce sont des points aberrants. La raison d'apparition de ce type d'observation peut être due à la présence de nuages. Pour affiner la relation entre les deux jeux de données satellites et *in-situ*, nous avons opté par diminuer la résolution temporelle du mensuel en 8 jours. En procédant par élimination des points dont la variance est élevée, on a obtenu la corrélation (Figure 12b) avec un coefficient de corrélation nettement plus élevé.

Cette valeur est statistiquement significative ($\alpha=5\%$, r critique=0,3494), $R=0,716$ ($R^2=0,512$) ce qui signifie que plus que 51% de la variabilité des mesures *in-situ* est expliqué par les observations satellites de la chlorophylle. 95% de la liaison entre les mesures *in-situ* et les observations satellites a peu de chances d'être due au simple fait du hasard.

Bien que la corrélation est bonne, on a opté à chercher une relation encore plus affinée entre les deux sets de données. L'idéal est de travailler avec une résolution temporelle

inférieure à 8 jours, on a choisi après un test de corrélation 3 jours glissants à partir de la donnée journalière de Chlorophylle 'a' par satellite. Ensuite on a rassemblé les données des deux campagnes Nansen 2011 et 2012 afin qu'on puisse avoir un effectif représentatif après élimination des valeurs atypiques. Et finalement, la décision d'enlever tel ou tel point considéré comme aberrant n'est pas aléatoire, mais en utilisant l'écart-type (ou Standard Deviation) temporel et spatial on élimine régulièrement les points qui représentent une grande variabilité. On peut noter que la droite de régression s'est beaucoup redressée entre le premier graphe et le deuxième. Le coefficient de corrélation a presque doublé (au début $R=0,42$ et après l'élimination des points aberrants $R=0,82$). Cette valeur est statistiquement significative ($\alpha=5\%$, r critique=0,2521), $R=0,819$ ($R^2=0,67$) ce qui signifie que plus que 67% de la variabilité des mesures *in-situ* est expliqué par les observations satellites de la chlorophylle. 95% de la liaison entre les mesures *in-situ* et les observations satellites a peu de chances d'être due au simple fait du hasard.

Cette tentative de validation a montré qu'il y a une corrélation entre la concentration de chlorophylle mesurée par satellite et celle observée *in-situ*. Tout de même, il faut noter que pour mieux vérifier cette relation de corrélation, il est nécessaire de chercher la donnée prise à la même période et à la même heure et sur des espaces très pointus, cela pourrait nous aider à comprendre d'abord s'il y a une relation entre la donnée satellite et *in situ* d'une part, et corriger les valeurs de MODISA par l'équation de régression pour reproduire la nouvelle donnée satellite d'autre part.

Mise en évidence de la relation entre la production primaire et l'indice d'upwelling côtier

Pour mettre en évidence la liaison entre les données de production primaire et celles de l'indice d'upwelling côtier pour notre zone d'étude délimitée par les latitudes 15°N et 36°N, on a fait une corrélation entre la table climatologique relative à l'indice d'upwelling côtier (IUC) et celle de la production primaire pour la période entre 2003 et 2014 (les années complètes d'observations satellites).

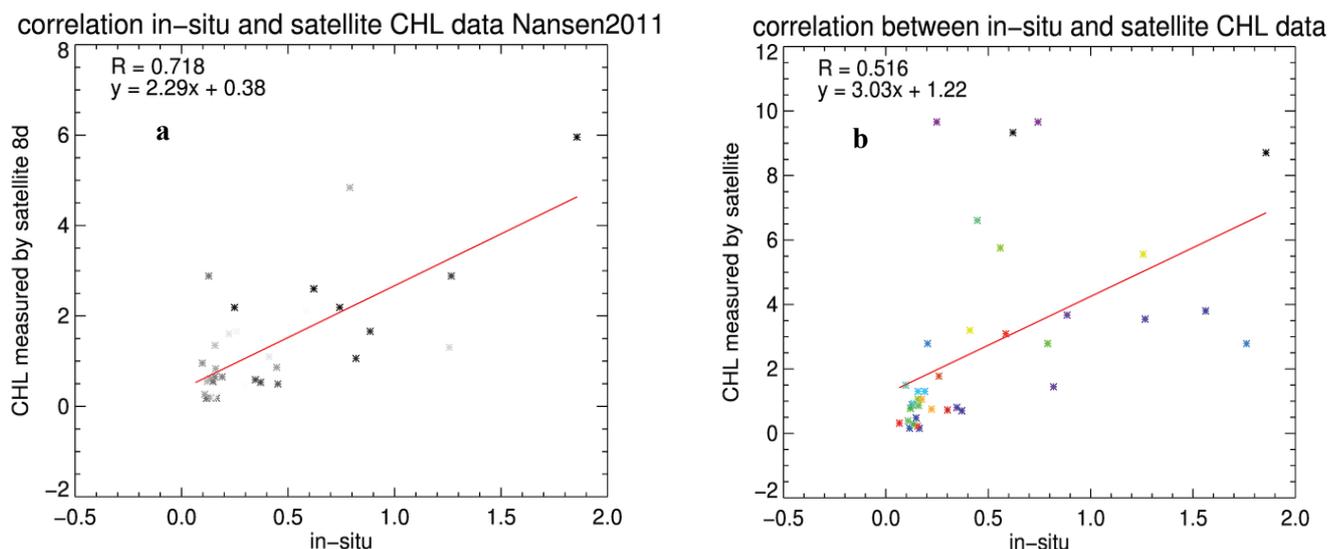


Figure 12: Nuage de points des données *in-situ* mensuelles (campagne Nansen) et satellites mensuelles à gauche (a) et hebdomadaires à droite (b) de la chlorophylle 'a' (Novembre/Décembre 2011)

Par le test de Pearson on obtient un coefficient de corrélation est de $R=0,51$ avec un effectif des données de 3035 points. En testant la significativité de cette corrélation, on pourrait trancher qu'au seuil de $\alpha=5\%$, il y a une relation significative entre les deux jeux de données, même à $\alpha=1\%$ et $0,1\%$ ce qui pourrait être élucidé par le nombre de point mis sous le test de corrélation. Par conséquent, même si la corrélation n'est pas forte (50%) entre les deux paramètres, mais 99,9% de la relation entre l'indice d'upwelling côtier et la production primaire n'est pas due au simple fait du hasard mais à une vraie liaison entre eux.

Marchesiello et al., (2009), ont démontré que l'effet net de la dynamique de mésoéchelle dans les régions d'upwelling côtier n'est pas d'augmenter mais de réduire la production biologique et l'export de la matière organique. Ce résultat est contre intuitif car les tourbillons pris individuellement dans les systèmes d'upwelling semblent montrer qu'ils contiennent une productivité supérieure à celle des eaux environnantes. Cette contradiction apparente peut être résolue en considérant l'impact résiduel (à long terme) de la mésoéchelle sur le transport dans la zone de transition côtière. La dynamique tourbillonnaire induit un transport latéral turbulent de nutriments qui amène des eaux pauvres vers la côte, et équilibre le transport d'eaux côtières riches vers le large par la dérive d'Ekman. La conséquence générale de la turbulence de mésoéchelle est donc de réorganiser la distribution des nutriments, avec une perte en surface dans la région côtière et un gain en profondeur. Ce processus est d'ailleurs augmenté par une fuite de nutriment («nutrientleakage»), car la réduction de l'export de matière organique produit une diminution de nutriments organiques reminéralisés dans la colonne d'eau et les sédiments, et en conséquence une diminution de nutriments inorganiques ajoutés aux masses d'eaux côtières qui sont la source de l'upwelling. C'est donc un processus de rétroaction positive qui contrebalance le processus connu de «nutrienttrapping».

Le processus turbulent de réduction de la production primaire pourrait expliquer pourquoi le système de Californie a une production bien moins forte que dans les autres systèmes, en particulier le système des Canaries (Afrique du Nord-ouest). En effet, au cœur des différents systèmes, les vents favorables à l'upwelling ont en moyenne des intensités sensiblement égales, mais des niveaux d'énergie de mésoéchelle, dévoilés par l'altimétrie, très variables.

Le tableau 2 montre les corrélations entre les données de production primaire et l'indice d'upwelling réparties sur les cinq zones identifiées à partir du lag 0 c'est à dire l'instant $t=0$ jusqu'au lag 5. Le lag est le pas de décalage temporel d'une série de données. Dans notre cas le lag est égal à un mois, on commence à $t=0$ et la corrélation suivante est calculée à $t+1$ mois puis à $t+2$ mois et ainsi de suite.

On remarque que la zone délimitée par 28°N et 32°N avec la zone comprise entre 15°N - 21°N enregistrent la corrélation la plus élevée. Pour la zone 32 - 36°N le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,480$ avec un effectif de point de 60, la corrélation est significative au seuil $0,1\%$ et à 1% pour $R=0,328$ et n'est pas significative pour le reste des corrélations. Quant à la zone 28 - 32°N , le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,552$ avec un effectif de point de 60, la corrélation est significative au seuil $0,1\%$ pour C1 et C2, à 1% pour $R=-0,401$ et à 5% pour $R=0,250$ et n'est pas significative pour le reste des corrélations. Et qu'on passe à 25 - 28°N le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,420$ avec un effectif de point de 48, la corrélation est significative au seuil 1% également pour $R=-0,507$ et $-0,682$ et à 5% pour $R=0,341$ et $R=0,123$ et n'est pas significative pour le reste des corrélations. Dans la zone 21 - 25°N le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,322$ avec un effectif de point de 60, la corrélation est significative au seuil 1% et à 5% et n'est pas significative pour le reste des corrélations. Enfin entre 15 - 21°N le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,546$ avec un effectif de point de 72, cette corrélation est significative au seuil $0,1\%$ pour C1 et C2 et à 5% pour $R=0,280$ et n'est pas significative pour le reste des corrélations.

De ce qui précède, on peut en déduire, qu'il y a une relation entre les données de production primaire et l'indice d'upwelling. La force de cette relation varie en fonction de la position en latitude qui elle-même fait référence à l'emplacement des zones d'upwelling côtier. Généralement, on remarque une forte corrélation dans la zone comprise entre 15°N et 21°N et dans la zone 28 - 32°N . Ces deux zones se caractérisent par une forte saisonnalité avec un maxima estival entre 28°N et 32°N et un maxima hivernal entre 15°N et 21°N . Cette saisonnalité est bien gouvernée par le processus d'upwelling propulsé par les vents alizés. Concernant les autres zones, d'autres processus hydrodynamiques qui s'ajoutent à l'activité de l'upwelling tel que l'activité de mésoéchelle (filaments, tourbillons) en

Tableau 2: Corrélation entre la production primaire climatologique et l'indice d'upwelling côtier de chacune des cinq zones identifiées avec 6 lags de temps

Zone/ corrélation	Lag0	Lag1	Lag2	Lag3	Lag4	Lag5
32-36°N	0,480	0,328	0,153	0,010	-0,060	0,026
28-32°N	0,552	0,474	0,250	-0,073	-0,401	0,605
25-28°N	0,420	0,341	0,123	-0,189	-0,507	-0,682
21-25°N	0,322	0,080	-0,236	-0,354	-0,252	0,106
15-21°N	0,546	0,436	0,280	0,214	0,205	0,181

face de 25-28°N et la rencontre entre les Eaux Centrales Nord-Atlantiques (ECNA) et les Eaux Centrales Sud-Atlantiques (ECSA) dans la région 21-25°N.

Calcul de la production primaire par les données corrigées

Après avoir généré une nouvelle série de données sur la chlorophylle 'a' corrigée à partir de l'équation de correction qu'on a obtenu, on procède au calcul de la production primaire en fonction des images de chlorophylle nouvellement produites, la température de surface de la mer, le rayonnement photosynthétique disponible, la longueur du jour et la profondeur de la couche euphotique. Toutes ces données sont implémentées dans le langage IDL pour calculer la production primaire par le modèle VGPM de Behrenfeld et Falkowski pour ses deux variantes: VGPM (Kd) et VGPM (Chl_tot). Dans cette nous présentons que l'analyse des données de production primaire par le modèle VGPM (Kd), la même méthodologie a été suivie pour les produits de VGPM (Chl_tot).

Le pattern saisonnier de la production primaire

La variabilité saisonnière de la production primaire est très dépendante de la latitude. Comme présenté dans les cartes de la figure 13, qui quantifie cette variation pour quatre mois de l'année 2014. Les bandes 21°N-26°N et 26°N-33°N, caractérisées par un upwelling estival, affiche une saisonnalité relativement modérée de la production primaire. Plus au sud, entre 15 et 21°N, l'upwelling hivernal accentue fortement le contraste saisonnier de la production primaire avec un maximum de 2.2 gC/m³. Tandis que la saisonnalité augmente plus au Nord, avec un minimum entre 33-36°N (où l'upwelling est faible).

La première carte est relative au mois de janvier 2014, on remarque qu'il y a une production primaire relativement faible jusqu'à Dakhla, où on observe une augmentation de cette production. Pendant le mois d'avril, relatif à la saison

du printemps, la production croît significativement surtout dans la bande entre 15°N à 21°N et continue vers la hausse pendant l'été non seulement au sud de Dakhla mais tout au long du plateau continental marocain. L'automne marque une diminution de la production primaire là où l'upwelling est hivernal, avec rétrécissement du foyer de la production primaire qui devient plutôt moyenne près Cap Blanc (21°N°).

Variabilité interannuelle

Un diagramme Hovmöller (Figure 14) de la variabilité interannuelle de la production primaire dérivée des produits satellites de la couleur de l'océan est calculé à partir des données mensuelles de la chlorophylle 'a', la température de surface de la mer, l'énergie lumineuse disponible et la longueur du jour sur une série de 13 ans d'Août 2002 à Mai 2015 (Figure 14). Ce diagramme souligne des variations latitudinales dans les cycles saisonniers de la production primaire en terme quantitatif et d'étendue spatio-temporelle. Par conséquent, ce diagramme prévoit une description objective en évitant toute subdivision spatiale arbitraire.

Quatre régions relativement homogènes peuvent être distinguées. La variabilité interannuelle est très prononcée entre 26°N et 29°N et entre 29°N et 33°N (ces zones où l'upwelling est saisonnier).

La variation interannuelle n'est pas identique du Nord au Sud de notre zone d'étude, c'est-à-dire que la production augmente de plus en plus qu'on va vers les latitudes 15°N-21°N. Cette zone enregistre une production primaire moyenne de 1,4 g C/m² par jour, à l'exception de 2011 et 2012 où on note une production qui dépasse 1,8 gC/m². En effet, entre 15°N à 21°N, la production se met en place généralement pendant l'hiver et le printemps avec une grande variabilité saisonnière d'une durée faible. La variabilité dans cette zone est très prononcée car l'upwelling est fortement saisonnier.

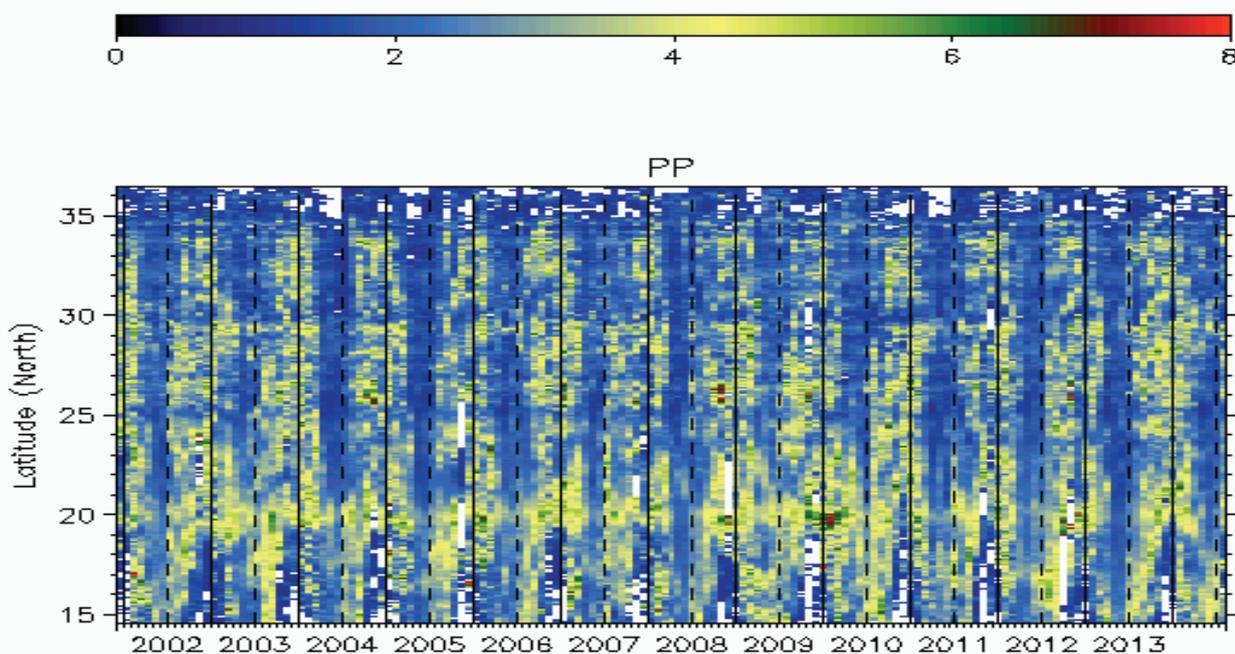


Figure 13 : Distribution spatiale et temporelle de la production primaire corrigée par le modèle VGPM(Kd) en Janvier, Avril, Juillet et Octobre 2014

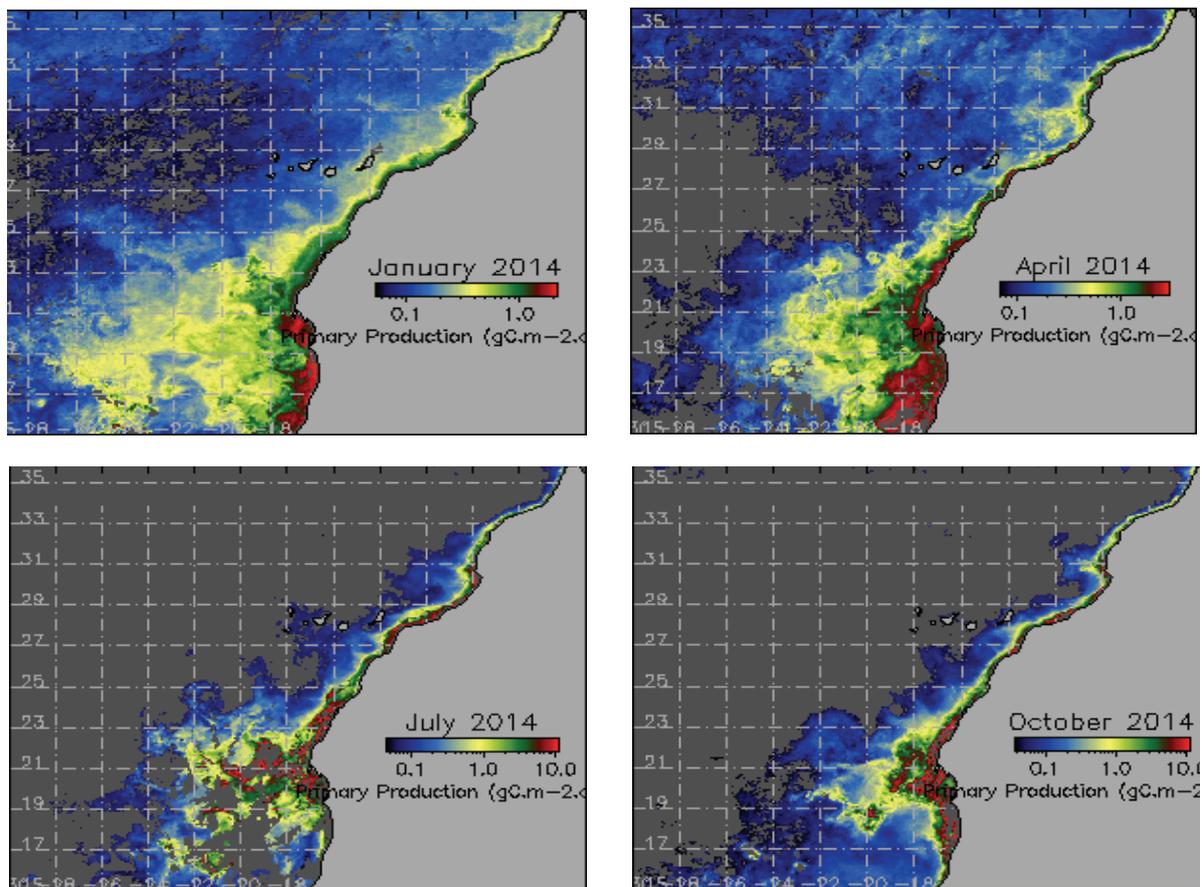


Figure 14 : Digramme Hovmöller de la variation interannuelle de la production primaire en fonction de la latitude

Mise en relation de la différence entre la production primaire nouvellement générée et l'IUC

Le tableau 2 montre les corrélations entre les données de production primaire et l'indice d'upwelling réparties sur les cinq zones identifiées et pour la région nord-ouest africaine en entier pour les 2 modèles de production.

Pour la zone 32-36°N le coefficient de corrélation de Pearson, pour VGPM (Chl_tot) est de $R=0,480$, $0,27$ et $0,055$ avec un effectif de point de 60, elle est plus forte dans cette bande par rapport à la corrélation par VGPM (Kd). La relation est significative au seuil 0,1% pour $R=0,480$ et à 5% pour $R=0,27$ et n'est pas significative pour le reste des corrélations.

La zone 28-32°N et 25-28°N: Au niveau de ces bandes l'indice d'upwelling côtier corrèle mieux avec la production générée par le Modèle VGPM (Chl_tot) que par VGPM (Kd). Le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,63$ et $0,59$ avec un effectif de point de 60, la corrélation est significative au seuil 0,1% pour les lags 1 et 2. Cette portion de la côte est caractérisée par une forte saisonnalité de l'activité d'upwelling avec une dynamique estival.

Quant à la zone 21-25°N le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,31$ avec un effectif de point de 60, la corrélation est significative au seuil 1% et à 5%. On remarque que dans cette zone, caractérisée par une activité d'upwelling permanente, les données générées par le modèle VGPM (Kd) corrèlent mieux avec l'indice d'upwelling côtier.

Enfin dans la zone 15-21°N, le coefficient de corrélation de Pearson est de $R=0,57$; $0,70$; $0,65$ avec un effectif de point de 72, cette corrélation est significative au seuil 0,1% pour tous les lags. Avec une si forte corrélation, on ne peut que conclure qu'au niveau de cette bande le meilleur Modèle et qui corrèle le mieux avec les données IUC est VGPM (Kd).

De ce qui précède, on peut en déduire, qu'il y a une relation entre les données de production primaire et l'indice d'upwelling. La force de cette relation varie en fonction de la position en latitude qui elle-même fait référence à l'emplacement des zones d'upwelling côtier.

Généralement on remarque une forte corrélation dans la zone comprise entre 15°N et 21°N et dans la zone 28-32°N. Ces deux zones se caractérisent par une forte saisonnalité avec un maxima estival entre 28°N et 32°N et un maxima hivernal entre 15°N et 21°N. Cette saisonnalité est bien gouvernée par le processus d'upwelling propulsé par les vents alizés. Concernant les autres zones, d'autres processus hydrodynamiques qui s'ajoutent à l'activité de l'upwelling tel que l'activité de mésoéchelle (filaments, tourbillons) en face de 25-28°N et la rencontre entre les Eaux Centrales Nord-Atlantiques (ECNA) et les Eaux Centrales Sud-Atlantiques (ECSA) dans la région 21-25°N.

Quant à notre zone d'étude en complet, le coefficient de corrélation de la production par VGPM (Kd) et l'IUC est le plus élevé comme le montre le tableau pour les 3 lags. Avec un seuil de 0.1% la corrélation reste significative pour les 3 lags en ce qui concerne la corrélation VGPM(Kd)-IUC.

Tableau 3: étude de la corrélation entre la production primaire nouvellement générée et l'indice d'upwelling climatologique pour toute la zone d'étude et les 5 zones précédemment identifiées

Zone/corrélation	Lag0		Lag1		Lag2	
	VGPM avec KD	VGPM avec Chl tot	VGPM avec KD	VGPM avec Chl tot	VGPM avec KD	VGPM avec Chl tot
32-36°N	0,35	0,48	0,096	0,27	-0,093	0,055
28-32°N	0,53	0,63	0,16	0,46	-0,25	0,15
25-28°N	0,45	0,59	0,15	0,43	-0,21	0,083
21-25°N	0,31	0,21	-0,065	0,0096	-0,27	0,27
15-21°N	0,57	0,29	0,70	0,12	0,65	-0,031
Le long de toute la côte	0,48	0,39	0,42	0,28	0,30	0,15

Cette corrélation dépasse 48% dans le premier lag, ce qui pourrait signifier que 48% de la variation de VGPM(Kd) et IUC est due à une relation entre ces deux paramètres et que 99,9% de cette relation qui existe n'est pas le fruit du hasard. Tandis que pour VGPM(Chl_tot)-IUC, la corrélation n'est significative que pour le premier lag où $R=0,39$ à $\alpha=1\%$.

En comparant la corrélation du Modèle VGPM (Kd) avec IUC avant et après correction des données, on constate que la relation entre les deux paramètres s'est nettement améliorée. Le coefficient de corrélation avant correction par les données *in-situ* était de 0,24 alors qu'après l'application de la correction il est de 0,48. Dès lors, le fait de s'en servir des données *in-situ* sur la chlorophylle a permis d'affiner la relation entre la production primaire générée par le modèle VGPM(Kd) de B&F et l'indice d'upwelling.

De tout ce qu'on vient de monter, on pourrait noter que le modèle le mieux adéquat pour notre zone d'étude en son intégrité est le VGPM avec intégration de Kd (coefficient d'atténuation diffuse) avec une correction de ses produits par les données *in-situ*. Pour des échelles plus petites (sous-zones), il y a une préférence pour un modèle par rapport à l'autre en fonction de la zone d'upwelling. Le modèle VGPM (Kd) semble être le meilleur à estimer la production primaire pour les zones d'upwelling plus stable de 15-25°N et le modèle VGPM (Chl_tot) pour les zones plus perturbé (saisonnalité élevée) de 25°N à 33°N.

Comme c'est déjà décrit, la côte Nord-Ouest Africaine est caractérisée par un hydrodynamisme qui n'est pas identique du Nord au Sud contrôlé par des processus physiques qui dominent l'enrichissement de l'upwelling. Ainsi, les cinq zones identifiées ont un comportement différent ce qui pourrait expliquer la corrélation entre la production primaire tantôt favorable pour le Modèle VGPM (Kd) tantôt pour le Modèle VGPM (Chl_tot). Enfin, il est difficile de trancher pour le choix d'un modèle ad hoc de production pour la zone NWA, parce que chaque sous-zone a sa particularité et est régie à un forçage physique et une réponse biologique.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'étude de données obtenues par l'imagerie satellite a permis de décrire la variabilité spatiale et temporelle de la biomasse et surtout de la production primaire dans le NWA et de la relier à la dynamique de l'upwelling côtier dans cette région. Le long du littoral NWA, les upwellings côtiers constituent un des traits les plus marquants de l'océanographie de cette région. Qu'ils soient permanents ou saisonniers, ces upwellings modifient profondément les structures physiques et biologiques au sein des écosystèmes et sont à l'origine de la forte productivité de ces régions côtières. Les remontées d'eaux constituent le principal facteur d'enrichissement le long des côtes NWA. La couche superficielle, entraînée vers le large ou parallèlement à la côte, s'éloigne plus ou moins vite des régions d'affleurement. Là où se produit une remontée d'eaux profondes, le maximum phytoplanctonique se situe toujours pendant la saison du printemps. Cependant il y a une tendance générale à l'appauvrissement en biomasse comme en production de la saison d'automne à la fin de la saison d'hiver. Le forçage exercé par le vent sur la surface de la mer doit se situer à l'intérieur de certaines limites d'intensité et de périodicité pour avoir un effet positif sur la production. La production primaire ne se développe que sur les franges d'un panache d'upwelling, ou lors d'accalmies de quelques heures à quelques jours (3 à 8 jours), lorsque la stratification se rétablit.

On a identifié cinq régions chacune avec un comportement différent : la région entre 32°N et 36°N est caractérisée par une forte saisonnalité de la production et de l'upwelling. La zone comprise entre 28°N et 32°N avec une productivité élevée en comparaison avec la première zone, et qui s'accompagne par une présence de filaments riches en chlorophylle sont observés non loin des zones côtières près du Cap Ghir (31°N) et Cap Juby (28°N). La zone entre 25°N et 28°N présente une activité ascendante de la production primaire soutenue par l'aspect permanent de l'activité d'upwelling dans cette zone. Entre 21°N et 25°N, cette zone est très perturbée, avec une production intense de part et d'autre du Cap Blanc (21°N). Enfin la

zone au sud de 21°N, la production primaire est majoritairement abondante en hiver qui coïncide avec la saison d'upwelling de cette zone (Novembre-Avril). A une échelle interannuelle, les différents modèles affichent un pattern d'évolution temporelle similaire mais avec des différences saisonnières et spatiales notables.

Dans ce travail, on s'est basé sur les données *in-situ* pour corriger la chlorophylle afin de mettre en place un modèle faisant appel à la combinaison des mesures satellitaires et *in-situ*. Ceci est particulièrement important à l'heure où des méthodes basées sur l'information satellitaire ne permettent pas de décrire fidèlement la dynamique de la production tout en respectant les spécificités à mésoéchelle. En comparant la corrélation du Modèle VGPM (Kd) avec IUC avant et après correction des données, on constate que la relation entre les deux paramètres s'est nettement améliorée.

En outre, le caractère instable de l'hydrodynamisme du Nord au Sud dans le littoral NWA a incité à travailler sur la zone en son intégrité et ensuite sur les cinq sous-zones. L'étude de corrélation a affiché un comportement différent dû à l'intensité de la relation entre la production primaire qui est tantôt favorable pour le Modèle VGPM (Kd) dans les zones plus au Sud et tantôt favorable pour le Modèle VGPM (Chl_{tot}) pour les bandes au Nord de 25°N. Enfin, il a été difficile de faire un seul choix pour un modèle ad hoc de production pour la zone NWA, parce que chaque sous-zone a sa particularité et est régie à un forçage physique et une réponse biologique.

De nombreuses questions restent ouvertes dans le domaine de la production primaire des Systèmes d'Upwelling du Bord Est EBUS et en particulier du NWA. L'étude réalisée dans ce document sur la dynamique de la production primaire et la biomasse et la liaison avec l'IUC fournit un cadre de travail pour les études futures dans notre région. Une perspective naturelle de ce travail est l'étude du rôle de la mésoéchelle côtière en complément de la modélisation biogéochimique ainsi que des études plus spécifiques sur les groupements phytoplanctoniques dans cette aire géographique. C'est en particulier pour l'étude de ce genre de processus, que la mise en place d'un modèle régional du NWA serait plus intéressante (Marchesiello et al., 2004). Une approche intéressante à initier dans le court terme, serait la caractérisation des profils verticaux de production primaire basée sur les descriptions de la variabilité de la biomasse et la production proposées dans la présente étude. Ce travail permettrait de franchir des étapes supplémentaires dans la compréhension de la variabilité interannuelle et saisonnière de la production à échelle régionale et surtout les mécanismes qui la pilotent.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé en se basant sur les produits satellitaires de la NASA qu'on remercie énormément. Les auteurs voudraient remercier aussi tous les participants à l'élaboration de ce travail notamment les membres d'équipage des deux campagnes du N/R Dr Fridjof Nansen et toutes les personnes qui ont contribué à la collecte ou l'analyse des données *in-situ*. Merci également à l'INRH, l'UMR-MARBEC et la CRTS.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alvain S., Moulin C., Dandonneau Y., Bréon F. (2005). Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 Waters from global sea wifs imagery. *Deep-Sea Res. I*, 52: 1989–2004.
- Antoine D. (1998). Apports de la télédétection spatiale de la couleur de l'océan à l'océanographie, *Océanis*, 24: 81-150.
- Antoine D. (2011). Pourquoi miser sur la couleur de l'océan ? Les avantages sociétaux de la radiométrie de la couleur de l'océan, Le groupe de coordination internationale des données sur la couleur de l'océan (IOCCG), Laboratoire d'Océanographie de Villefranche.
- Arhan M., Colin de Verdière A., Mémery L. (1994). The eastern boundary of the subtropical north atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 24: 1295–1316.
- Aristegui J., Álvarez-Salgado X-A., Barton E.D., Figueiras F.G., Hernández-León S., Roy, C., Santos A.M.P. (2006). Oceanography and fisheries of the Canary Current Iberian region of the Eastern North Atlantic (18A. E). In: Robinson, A., Brink, K.H. (Eds.), *The Global Coastal Ocean: Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses, The Sea: Ideas and Observations (Progress in the Study of the Seas) volume 14*, Harvard University Press 877–931.
- Azam, F., Malfatti, F. (2007). Microbial structuring of marine ecosystems. *Nat. Rev. Microbiol.*, 5: 782–791.
- Behrenfeld, M.J., Falkowski, P.G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Oceanographic and Atmospheric Sciences Division, Brookhaven National Laboratory, Upton, New York 11973-500, American Society of Limnology and Oceanography Volume 42 Number 1*.
- Behrenfeld M.J., Randerson J.T., McClain C.R., Feldman G.C., Los S.O., Tucker C.J., Falkowski P.G., Field C.B., Frouin R., Esaias W.E., Kolber D.D., Pollack N.H. (2001). Biospheric primary production during an ENSO transition, *Science*, 291: 2594 - 2597.
- Benazzouz, A., Mordane, S., Orbi, A., Chagdali, M., Hilmi, K., Atillah, A, L. Pelegrí, J., Demarcq H. (2014). An improved coastal upwelling index from sea surface temperature using satellite-based approach – The case of the Canary Current upwelling system. *Continental Shelf Research* 34: 3854.
- Bidigare, R., Prézelin, B.B, Smith, R.C. (1992). Biooptical models and the problems of scaling. In: Falkowski, P.B; Woodhead, A.D., eds. *Primary productivity and Biogeochemical Cycles in the sea*. New York: Plenum, pp.: 175-212.
- Boss, E., Siegel, D-A., Behrenfeld, M.J., Shea, D.M. (2005). Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. 19

- Cloern, J.E. (1996). Phytoplankton bloom dynamics in coastal ecosystems: A review with some general lessons from sustained investigation of San Francisco Bay, California. *Reviews of Geophysics* 34.
- Colliard, C.A. (1989). Les principes régissant la télédétection spatiale. *Annuaire français de droit international*, 32, pp.: 697.
- Cornillon, P., Matzner-Løber, E. (2009). Atouts et faiblesses du logiciel R en enseignement, recherche et industrie. 41^{èmes} Journées de Statistique, SFdS, Bordeaux, Bordeaux, France.
- Demarcq H., Faure V. (2000). Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite sst. Application to *octopus vulgaris* recruitment. *Oceanol. Acta* 23: 391.
- Drury S.A. (1998). Images of the earth, a guide to remote sensing. 2nd Ed, Oxford University Press.
- Durand M., Cury P., Mendelssohn R., Roy C., Bakun A., Pauly, D. (1998). Global versus local changes in upwelling systems— international conference under the auspices of the Climate and Eastern Ocean Systems Project (CEOS), Colloq. Semin. Inst. Fr. Rech. Sci. Dev. Coop. ORSTOM.
- Dureau F. (1990). L'observation De La Terre Par Télédétection Spatiale: Principes Généraux, Orstom, Département Sud, U.R. Se, pp. 13-21.
- Field C.B., Behrenfeld M.J., Randerson J.T., Falkowski P.G. (1998). Primary production of biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281: 237-240.
- Gilbert M., Domin A., Becker A., Wilhelm C. (2000). Estimation of Primary Productivity by Chlorophyll *a* in vivo Fluorescence in Freshwater Phytoplankton, *Photosynthetica*, 38: 111-126.
- Girard M.C, Girard M. (1999). Traitement des données de télédétection, Dunod, Paris, 529.
- Goulet V., (2014). Introduction à la programmation en R, quatrième édition, pp.: 1-3
- Gruber N., Lachkar Z., Frenzel H., Marchesiello P., Munnich M., McWilliams J.C., Nagai T., Plattner G.K. (2011). Mesoscale eddy-induced reduction in eastern boundary upwelling systems. *Nature Geosciences*, doi: 10.1038/NGEO1273.
- Herbland, A., Voituriez B. (1974). La production primaire dans l'upwelling de Mauritanie. *Cah. ORSTOM., ser. Océanogr.* 12: 187–201–408
- Hovis W. A., Clark D. K., Anderson F., Austin R. W., Wilson W. H., Baker E. T., Ball D., Gordon H. R., Mueller J. L., El-Sayed S. Z., Sturm B., Wrigley R. C., Yentsch C. S. (1980). Nimbus 7 coastal zone color scanner: System description and initial imagery. *Science*, 210: 60–63.
- IOCCG Report 7 (2008). Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean- Colour Technology. Edited by Trevor Platt, Nicolas Hoepffner, Venetia Stuart and Christopher Brown, pp. 141.
- Jensen, J.R., (2000). Remote Sensing of the Environment - An Earth Resource Perspective. Ed. Prentice Hall, Serie "Geographic Information Science".
- John J. (1991). Hypotheses to explain high-nutrient conditions in the open sea, Cullled Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax., Nova Scotia B3H 4S 1, the American Society of Limnology and Oceanography, pp.: 1578-1599.
- Klausmeier C.A., Litchman E. (2001). Algal games: the vertical distribution of phytoplankton in poorly mixed water columns. *Limnology and Oceanography*, 46: 1998-2007.
- Kolber Z., Falkowski P.G. (1993). Use of active fluorescence to estimate phytoplankton photosynthesis in, the American Society of Limnology and Oceanography, Inc Oceanographic and Atmospheric Sciences Division, Brookhaven National Laboratory, Upton, New York, pp.: 1646-1665.
- Lévy M. (2008). The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence. *Lect. Notes Phys.* 744: 219–261.
- Lewis M. R. (1992). Satellite ocean color observations of global biogeochemical cycles. p. 139–153. In Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea, ed. by P. G. Falkowski and A. D. Woodhead, Plenum Press, New York.
- Lfaye de Micheaux P., Drouilhet R., Lique B. (2014). Le logiciel R: Maîtriser le langage Effectuer des analyses (bio) statistiques. Deuxième édition.
- Lohry (1998). One answer to global warning: High-yield agriculture. *Fluid Journal*, pp.: 1.
- Mantoura RFC. Martin, J-M., Wollast, R., (1991). Ocean margin processes in global change. Wiley Interscience, New York, pp.: 469.
- Marchesiello P., McWilliams, J. C., Shchepetkin A. (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California current system. *J. Phys. Oceanogr.* 33: 753–783.
- Marchesiello P., S. Herbet L. Nykjaer C. Roy (2004). Eddy-driven dispersion processes in the canary current upwelling system : comparison with the California system. *Globec int. newslet. Ap.*, : 5–8.
- Morel A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case 1 waters). *J. Geophys. Res.*, 93: 10749-10768.
- Morel A. Berthon J-F. (1989). Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications, *Limnol. Oceanogr.*, 34: 1545-15620.
- Morel A., Antoine D. (1994). Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state, *Journal of Physical Oceanography* 24: 1652-1665
- Morel A. (1996). An ocean flux study in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic situations: the eumeli program. *Deep-Sea Res. I*, 43: 1185–1190.

- Nykjaer L. (1995). Seasonal variability of coastal upwelling off Northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Géo-observateur*, N° 6, p. 4.
- O'Reilly J., Maritorena S., Mitchell B., Siegel D., Carder K., Garver S., Kahru M., McClain C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for seawifs. *J. Geophys. Res.* 103: 24937–24953.
- Peterson B.J. (1980). Aquatic Primary Productivity and the ^{14}C - CO_2 Method: A History of the Productivity Problem, *Annual Review of Ecology and Systematics* 11: 359-385.
- Pope R., Fry E. (1997). Absorption spectrum (380 - 700nm) of pure waters: II. Integrating cavity measurements, *Appl. Opt.* 36: 8710-8723.
- Richardson A.J., Schoeman D.S. (2004). Climate Impact on Plankton Ecosystems in the Northeast Atlantic. *Science*, 305:1609-1612
- Robin M. (1995). La télédétection. Ed Nathan, Coll Fac, pp.: 318.
- Sathyendranath S., Longhurst A., Caverhill CA, Platt T (1995). Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 42:1773-1802.
- Skogen M.D. (2005). Clupeoid larval growth and plankton production in the Benguela upwelling system, *Fish. Oceanogr.* 14: 64-70.
- Gilbert M., Domin A., Becker A., Wilhelm C. (1978). Meteorological influence on upwelling off Northwest Africa. *Deutsche Hydrografische Zeitschrift*, 31: 95–104
- Steinmetz F. (2008). Étude de la correction de la diffusion atmosphérique et du rayonnement solaire réfléchi par la surface agitée de la mer pour l'observation de la couleur de l'océan depuis l'espace. Thèse de doctorat de l'université des sciences et technologies de Lille.
- Tomczak M., (1981). An analysis of mixing in the frontal zone of south and north Atlantic central water off Northwest Africa, *Prg. Oceanog.*, 10: 173–192.
- Van Camp L., Nykjaer L., Mittelstaedt E., Schlittenhardt P. (1991). Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography*, 26: 357-402
- Wooster W. S., Bakun, A., McLain D. R. (1976). Seasonal upwelling cycle along the Eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34: 131-141.